

## 마산만에서 고조로 인한 해수면 변화

권소현\* · 이중우\*\* · 황호동\*\*\*

\*부산항만공사

\*\*한국해양대학교 토목환경공학부 교수

\*\*\*한국해양대학교 대학원

## Water Level Changes due to Storm Surge at Masan Bay

Ho-Dong Whang\* · Joong-Woo Lee\*\* · So-Hyun Kwon\*\*\*

\*Busan Port Authority

\*\*Division of Civil and Environmental System Engineering, Korea Maritime University, Busan 606-791, Korea

\*\*\*Graduate school of Korea Maritime University, Busan 606-791, Korea

요약 : 개방해역에서의 폭풍고조의 계산은 특히 해안역의 계획 및 건설 작업 분야에서 의미있는 것이다. 본 연구에서 태풍으로 인한 수위의 변화예측은 물리모델에서나 실제현장에서 다루기가 매우 어렵기 때문에 수치모델에 주로 근거를 두었다. 폭풍고조에 대한 단순준이차원 수치모델을 다루었다. 실제 폭풍과 가상폭풍의 양면에서 바람의 자료를 사용할 수 있도록 하였으며, 모델배경에서 여러 가지 가정, 유효범위, 적용성을 이해하기 위하여 태풍과 폭풍의 발생과정을 좌우하는 물리적 인자들에 대하여 논하였다. 또한 수학적 관점 뿐만아니라 물리적인 관점에서 모델의 주요특성을 나타내기 위해 모델의 수립과정에 일반적으로 취한 가정과 함께 지배방정식을 따랐다. 본 논문에서 기술한 모델과 일치하는 방정식은 지배방정식을 축약시킨 것으로 이에 따른 수치기법을 제시하였다. 최종적으로 한국 남해안의 마산항에서 폭풍고조의 문제에 위에서 기술한 모델을 적용하여 천문조, 초기수면, 대기압에 따른 수위상승의 효과를 고려하였으며, 비교를 위해 합성의 가상폭풍에도 적용하였다.

핵심용어 : 태풍고조위, 물리모델, 천문조, 초기수면, 대기압, 합성가상폭풍

**ABSTRACT:** Open-coast storm surge computations are of value in planning and constructing engineering works, especially in coastal regions. Prediction of typhoon surge elevations is based primarily on the use of a numerical model in this study, since it is difficult to study these events in real time or with use of physical models. A simple quasi-two dimensional numerical model for storm surge is considered. Changes were made to permit the use of wind data from both actual and simulated storms. In order to understand the model's underlying assumptions, range of validity, and application, we discussed several aspects of typhoons and the physical factors governing storm generation processes. We also followed the basic governing equations, together with the assumptions generally taken in their development, to see the principle characteristics of the model from a physical as well as a mathematical point of view. The equations consistent with the model described here are reduced forms of the basic equations and their effects on the resulting numerical scheme are discussed. Finally we applied the model discussed above to a storm surge problem at Masan Bay, the south coast of Korea. Effects of astronomical tide, initial water level, and atmospheric pressure setup are considered. We then applied this to a synthetic storm for the comparison.

**KEY WORDS :** Typhoon surge elevation, Physical model, Astronomical tide, Initial water level, Atmospheric pressure, Synthetic storm.

### 1. 서론

태풍의 발생과 그 영향으로 인한 해면의 변화예측은 항만건

발생할 수 있는 고조를 추산하는 방법을 다루어 이를 실제 마산만역에 도입해 봄으로써 개발에 앞서 재해에 대한 관심을 불러일으키고자 한다. 해안에서 고조의 예측은 준이차원 수치

안류효과를 고려하여 대륙붕의 가장자리에서부터 바람응력을 정상상태에 이르도록 적분하는 것이다. 이 방법의 개발은 연안을 무시한 과거의 일차원적 방법을 개량한 것이다. 전향력의 효과(Coriolis effect)를 고려한 해역회전근사는 적분과정이 일차원 문제와 유사한 방법으로 수행될 수 있다는 점에서 단순하다. 이와 같은 방법을 도입하는 것은 모든 계산이 그렇게 많은 노력 없이 손으로 계산할 수 있으며 전자계산기를 사용하면 더욱 단순화될 수도 있다는 것이다.

Bretschneider & Collins(1963)는 Freeman et al.(1957)이 개발한 이론을 Texas의 Corpus Christi 및 그 부근에서 개방해안의 고조를 예측하는데 이용하였고, Marinos & Woodward(1968)은 이 모델을 약간 수정하여 Texas 해안을 따라 여러 위치에서 고조그래프를 계산하였다. 여기서 기술하는 수치모델은 전술한 여러 학자에 의해 사용된 것보다는 다소 다른 Bodine(1971), Pararas-Carayannis(1975)의 해역회전근사이론으로부터 수립된 것이다. 그러나 폭풍의 발달에 관한 문제에서 몇가지 물리적인 과정이 제외되었기 때문에 해역회전근사와 같은 단순한 방법을 사용하는 데는 결점이 있다. 몇가지 실제적인 조건에 대해 이 단순화된 방법으로 개방해안에서의 고조를 어느 정도까지 예측할 수 있으나 다른 조건하에서는 전혀 맞지 않을 수 있다. 따라서 해안역의 고조와 같은 문제를 해결하기 위해 더욱 단순한 접근방법을 택하게 되면 실제적으로는 그 계산이 바람직하지 못하다. 결과적으로 이러한 과정은 고려하는 대륙붕의 특성이나 폭풍의 기상학적인 거동에 따라 특별한 고조문제에만 국한된다. 본 연구에서는 언급한 해역회전근사이론의 한계를 명확히 하기 위해서 이 이론에 이르는 기본과정과 근사로 인한 영향에 대해 논하고 이에 부가하여 실제 태풍과 가상의 태풍에 대한 개방해안의 고조를 계산하는 과정과 방법을 다룬다. 또한 해안의 특정 지점에서 설계수위를 결정하기 위한 기준에 대해서도 기술하기로 한다.

이 방법을 좀더 명확하게 하기 위하여 선택한 해안은 마산만으로 남해안에 위치하여 태풍의 직접적인 영향권에 있으므로 이로 인한 고조를 수치해석으로 계산하는데 적합한 해역으로 사료된다. 본 연구에서는 정확한 분석을 위해 가상폭풍이 아니라 최근 100년 빈도의 태풍이라고 하는 태풍 매미를 선정하여 이것이 지닌 태풍파라미터를 이용하기로 한다.

## 2. 폭풍고조

### 2.1 폭풍과 태풍

바다, 호수, 만, 혹은 하구와 같은 유역이 어떤 역학적 작용에 의해 크리다면 적어도 이 유역에 포함된 수체는 이력에 따

여기서 우리가 관심을 가지는 부분은 열대성 폭풍으로, 일반적으로는 태풍에 동반된 고조를 강조하고자 한다. 태풍은 태평양상의 적도부근해역의 열대지방에서 발생하는 이동형 사이클론을 지칭한다. 이 폭풍은 비록 그 기원, 구조 및 움직임이 근본적으로 같더라도 세계적으로 다른 이름을 가지고 있다. 열대성 폭풍은 최대풍속이 65kts나 Beaufort의 풍력계급으로 12이상이면 완전히 발달한 태풍이 된다. 이때 태풍은 근본적으로 열기관이어서 자체에 열원 및 냉원을 가지고 있다. 이의 발달, 성장 및 쇠퇴에 관해서는 아직도 연구가 진행되고 있다. 여기서는 태풍에 작용하는 복잡한 과정에 대한 것은 피하고 다만 고조를 유발시키는 기본적인 특성부분만 기술하기로 한다.

지구의 자전방향으로 인해 태풍은 북반구에서는 반시계방향, 남반구에서는 시계방향으로 선형풍의 순환을 가진다. 수면상의 풍계는 원형이고 평균 극풍급(gale winds)은 평균직경 400NM(Nautical Miles)에 대해 시속 40kts, 태풍급은 평균직경 100NM의 규모이다. 또한 풍계는 돛형상을 하고 상방향으로 약 6NM 이상 펼쳐져 있다. 바람의 회전중심과 그 수직 상방향으로 돛형 풍계에서 비교적 잔잔한 영역이 있어서 이를 태풍의 눈이라고 부른다. 태풍의 특성에 따라 원형 또는 타원형의 눈은 평균직경이 14NM 정도이나 4-25NM 정도의 범위를 가진다. 해면에서의 대기압은 태풍의 눈에서 최소가 되고 보통 중심에서 방사형으로 증가한다. 중심에서 온도는 주위보다 높으며, 공기는 주로 아래층에서 수직으로 상승하므로 인접풍역에서 중심으로 바람이 분다. 따뜻하고 습기가 많은 공기가 중심으로 들어가면 가열되어 상승하게 되고 상층 대기권에 확산하여 열을 운동에너지로 변화하는 필연의 과정을 밟게 된다. 공기가 중심축상에 더욱 멀어질수록 풍속은 더욱 증가하게 된다. 최대의 기압경도는 중심부근역에 존재하게 되므로 최대풍속은 최대기압강하가 일어나는 곳에 발생한다.

좀더 상술하면 최대풍속은 태풍중심부근과 이동하는 방향으로 보아 우측역에서 발생한다. 태풍의 발생과 유지는 여러 가지 조건이 균형을 이루어서 진행되므로 이들 과정 중 어느 부분에 차단이 되면 폭풍은 성장하지 않고 쇠퇴한다. 열대성태풍의 주된 에너지원은 중심축에서 응축잠열의 배출이다. 따라서 태풍은 따뜻한 해역에서만 유지될 수 있을 뿐이다. 태풍이 상륙하면 회전특성을 급격히 잃게 되고 더욱 약한 폭풍으로 변환되어 수백마일의 거리를 이동하여 완전히 사라진다. 풍속 및 풍향의 변화는 태풍이 해안역으로 이동할 때 대지마찰작용에 의해 일어나며 해안에서 해수면의 변화에 영향을 미치는 것으로 나타난다. 기상청의 자료에 의하면 우리나라의 경우 필리핀 근해에서 발생한 태풍 중에서 해마다 평균 2~3개가 한반도를 통과하는 것으로 알려져 있다. 또한 우리나라의 해안을 따라

하다. 이들을 분류하면 i) 폭풍외곽기압( $p_n$ )과 중심(태풍의 눈)기압( $p_o$ )의 차이인 압력차( $\Delta p$ ), ii) 중심에서부터 최대풍속역까지의 거리인 최대풍속 반경( $R$ ), iii) 태풍의 눈이 움직이는 진행속도( $V_F$ ) 등이다. 태풍의 강도를 결정하는데는 보통 중심기압지수(Central Pressure Index, CPI)를 사용한다. 이들의 특성은 폭풍의 중심위도와 어느 정도 관계되며 이는 폭풍의 생존기간 전반에 걸쳐서 변하게 된다.

## 2.2 최대고조에 영향을 미치는 요소

태풍이 통과 중 해안을 따라 고조수위에 주의할 필요가 있으나 해안공학적인 설계의 관점에서는 최고조를 알아내는 것이 일차적 관심사이다. 비교적 직선상의 해안선에서 최고조는 보통 최강풍역이 상륙하는 지점으로 간주하나 개방해안에서의 수위 관측이 적기 때문에 실제 관측자료로는 이를 입증하지 못하고 다만 태풍의 物理的對水構造(physical over-water structure)에 근거를 두고 있을 뿐이다. Jelesnianski(1967)는 일양하고 직선상의 등심선을 갖는 해안모델에서 폭풍계에 대한 최고조의 위치는 폭풍이 해안에 접근하는 방향에 관계됨을 수치적으로 나타내었다. 최고조위의 정확한 위치는 대륙붕 및 해안선의 불규칙한 정도에 따라 다르다. 태풍이 통과하는 기간 중에 개방해안에서의 최고의 수위상승은 여러 가지 요소나 인자에 관계된다. 일반적으로 이들 요소는 초기 바다의 상태, 폭풍이 진행하는 바다의 특성, 폭풍자체의 거동 및 특성, 내만의 특성 및 외부에서 폭풍계에 가해지는 힘 등을 들 수 있다. 초기해면상태는 태풍이 접근하는 대륙붕에서의 수위를 나타낸다. 일반적으로 수위는 태풍이 도달하기 전에 정상보다 높아지는데 특히 남해의 만과 동안의 저위도 부근의 해안을 따라 일어난다. 이와 같은 비정상적인 해면의 거동은 완전히 규명되지 않았으나, 소위 전주(forerunner)라 하여 태풍보다 앞선 바람으로 인한 물의 이동에 따른 것으로 본다. Harris(1963)는 초기 상승을 태풍과는 무관한 평균해면이 단기적으로 비정상적인 상태라고 하였는데, 어떤 초기수면은 개방해안에서 총 해수면의 상승을 설명할 때 매우 중요하다 할 수 있다.

대륙붕을 넘어 연안을 통과하는 태풍의 강한 바람은 높은 파도를 생성시킬 뿐만 아니라 이 과정에서 대규모로 물을 이동시킨다. 비교적 직선상의 해안선에 대해 해안으로 이동된 수위는 폭풍의 중심이 상륙하게 되는 지점의 좌우측에 해면을 상승시킨다. 해안쪽으로 해수이동은 폭풍의 우측사분원에서 발생하며, 좌측반원의 선단부분에서 바람은 폭풍의 중심이 해안쪽으로 이동하기 전에 해안을 따라 좌측으로 흐름을 발생시키고, 따라서 좌측부분 뿐만 아니라 우측부분에서도 해면을 상승시

경우 폭풍이 동반한 연안류는 육지 연장의 풍하측에서는 불연속이 발생한다. 또한 이 부분을 폭풍의 선단 사분원이 통과할 때 풍하측 해안측에서 외해방향을 갖게 되고, 이 외해측 바람은 해수면을 2-3m까지 강하시킬 수 있게 된다. 공간 및 시간에 따른 총수심 계산에서 입력으로는 기압하강으로 인한 해면상승의 영향  $S_{\Delta p}$ 는 앞에서 기술한 관계와는 분리하여 다룬다.

역기압효과(Inverse barometric effect)에 대해서는 여러 가지 방법이 제안되어 왔으나 모든 폭풍고조문제에 적합한 것은 아직 없다. 여기서 제안된 식은 몇가지 경우에는 만족할 만한 것으로 사료되나 다른 경우에는 신뢰할 수 없을 지도 모른다. 폭풍이 도래하는 동안 해면에 작용하는 대기압  $p$ 는 폭풍장의 위치 및 시간의 함수,  $p=f(x,y,t)$  이다. 일반적으로 대기압은 폭풍의 중심  $p=p_o$  에서 최소가 되고, 폭풍의 가장자리  $p=p_n$  까지 방사형으로 점차 증가한다. 개방해역에서 압력의 변화로 해면은 저기압에서 상승, 고기압에서 하강하고 압력이 높은 해역은 해면을 밀어 압력이 낮은 곳으로 물을 이동하도록 하여 해면을 상승하게 한다. 물을 한 곳에서 다른 해역으로 이동시키는 것은 시간이 요하므로 이 과정은 시간의존 형태가 된다. 압력변화가 급격하다면 이송을 완전하게 하기위한 시간이 부족하게 되고 따라서 해면의 변화는 미약할 것이나 시간이 충분하다면 압력이 중력과 균형을 이루는 평형상태에 달할 수 있게 된다. 심해역에서는 해안부근의 천해역보다 빨리 평형상태에 달하게 된다. 연안역에서는 이송이 해저마찰에 의해 제지되어 물의 이동에는 훨씬 많은 시간을 요하게 된다. 실제 폭풍에서는 압력으로 인한 해면변화는 폭풍의 속도로 이동하고 경과된 시간에 따라 변화된다. 따라서 고속으로 움직이는 폭풍은 시간이 충분하지 않으므로 해면이 실제의 압력차에 해당하는 수위에 이르지 못하게 된다. 결과적으로 폭풍의 진행속도도 수면의 실제적 상승량에 관계하는 것이다.

Harris(1963)는 폭풍장에서 어느 두 지점간의 수위차는 폭풍 진행속도가 천해파속  $\sqrt{gD}$  보다 작은 경우에 대기압의 차이에 비례한다고 하였다. 폭풍진행속도가 천해파속과 비슷한  $V_F \approx \sqrt{gD}$ 인 경우에는 공진을 일으키게 된다고 하였다. 관측이 이루어지지 않은 경우에는 폭풍기간중 실제 해면상승량을 가져오는 관계식을 수립하기가 어렵다. 설사 아주 좋은 측정장비로 해안에서 측정된 총해면 상승량도 예측치일 뿐이며 이중에서 기압으로 인한 성분을 분리할 수도 없다. 진행속도가 빠른 폭풍의 경우에는 이와 같은 예측치는 지나치게 높고 반면에 공진이 발생할 경우에는 지나치게 낮을 것이므로 천해파속보다 느린 폭풍의 경우에만 최적 추정치를 구할 수 있다. 따라서, 이에 대한 합리적인 근사치를 도입하여야 할 것이다. 태풍

그러나 진행 속도 총 해수면 상승량에 매우 중요한 요인이 될 수도 있다. 만약 그 지역의 기압이 점차적인 변화를 가진다면 저기압 지역에는 해면이 상승할 것이며, 고기압 지역에는 하강하게 되므로, 기압도 고조에 있어 중요한 구성요소가 된다. 수역(basin)에 대해 태풍의 규모가 너무 크면, 육지에 의해서 주변 바람의 방해로 받아 태풍의 강도 뿐만 아니라 태풍의 성장도 제한을 가져오기 때문에 수역의 규모에 대한 태풍의 상대적 규모 역시 하나의 중요한 요소가 된다. 수역의 규모에 대해 상대적으로 태풍이 매우 큰 예로는 우리나라 남동해안을 통과 하였던 1959년의 태풍 Sara와 최근에는 1985년의 태풍 Brenda를 들 수 있다. 이 태풍이 우리나라 남동해안에 중심이 있을 때, 외단에서 생기는 태풍의 바람은 한반도 전역까지 휩쓸었다. 태풍이 동반한 강수는 강수량이 그 시스템에 가산되기 때문에 개방 해안에 있어서 태풍고조의 상승원인이 될 수 있다. 그러나 이와 같은 해역은 대규모의 저수지와 같기 때문에 강수에 의한 수위 상승은 보통 무시된다. 일부가 차단된 만과 하구지역에서의 강우는 그 시스템 내의 어떤 위치에서도 고조를 추정하는데 극히 중요한 요소로 작용할 수 있다. 이러한 곳에서 극고조의 높이는 수역에 인접한 내륙으로부터의 유출수와 해면의 직접적인 강수가 접칠 때, 최고 1m 정도로 증가하기도 한다. 비록 개방해안에서, 해안을 따라 극고조를 추산할 때에는 직접적인 강수의 영향을 보통 무시할 수 있으나, 바다로 흘러 들어가는 대량의 하천 강수는 국부적으로 최대 수위에 영향을 미칠 수 있을 것이다.

태풍으로 인한 표면파(surface wave)가 해안역으로 이동하여 대체로 등심선과 나란한 경사진 해변에서 부서질 때, 상당한 물이 해안쪽으로 이동될 것이다. 물은 중력에 의해 다시 외해쪽으로 이동하기 때문에 해수 입자의 운동량은 실질적으로 감소되며 결과적으로 쇄파대에서 해안까지에 걸쳐 해수면의 경사가 발생한다. 따라서 수립자의 운동에너지는 파가 부서져서 해안쪽으로 이동함에 따라 증가하고 다시 수립자가 외해쪽으로 이동할 때, 운동에너지가 감소하게 된다. 이 운동에너지의 일부가 위치에너지로 변하고 일부에너지는 마찰력과 난류의 형태로 소실된다. 그러나 위치 에너지의 상승은 해안에서 수위 상승으로 나타난다. 파랑으로 인한 평균 해면의 상승은 파랑의 작용만으로 해안 방향으로의 질량 수송으로 인해 정상 고조위 이상으로 해수면이 상승하게 된다(Saville, 1962).

파랑에 의한 평균해면의 상승을 모델로 다룬 연구는 Fairchild(1958)와 Saville(1962)에 의해 처음으로 진행되었다. 또한 이론상의 연구는 Dorrestein(1962), Fortak(1962), 그리고 Longuet-Higgins 와 Stewart(1964)에 의해 이루어졌다. 이러한 연구에서는 해수위는 최고 진폭점에서의 정수면이나 파의

다고 하였다. 등심선에 대해 45°각도로 입사하여 부딪히는 파로 인해 나타나는 해안에서의 평균해면 상승량은 적을 것이다. 파의 평균해면상승은 해빈과 해안선의 형상에도 관계된다. 이러한 불규칙적인 평균해면상승의 영향에 대한 추정은 어려우며 또한 형상에 따라 추정치는 각각 다를 것이다.

해변에서 폭풍에 기인하는 고조의 최대치는 폭풍계 내의 총수심에 대한 유체의 고유특성에도 영향을 받는다. 유체의 수직적인 특성은 밀도의 수직변화율(vertical density gradients)에 따른다. 또한 강한 연안류는 바닥 물질을 부유 상태로 만들어서 유체의 밀도를 증가시킨다. 따라서 해수는 실제 유체이므로 유선사이의 측면 마찰이 존재한다. 이들로부터 전반적인 설명이 가능하나 개방 해안역에서 최고조치의 추정에서는 이러한 과정을 무시한다. 그러나 유체수직특성은 태풍발생 과정에 있어서 중요하고, 실제 유체의 교란에 의해 발생하는 내부운동(internal motion)의 다양한 형태를 무시해서는 완전히 만족할 만한 결과를 얻을 수 없다. 폭풍 고조의 높이는 해안선과 해저면의 형상(bed formation), 그리고 대륙붕의 조도와 같은 수역의 특성에도 영향을 받는다. 앞에서 언급한 바와 같이, 폭풍계에 대해 상대적으로 수역이 너무 작으면 폭풍강도에 있어 감소의 원인이 될 수 있는 반면, 폭풍이 외해에 위치하고 있으면 그 근처 개방해안에서는 고조가 감소된다. 연안에서의 수위도 해저사면(shelf)의 지형적 형상과 해안선의 특징에 관계된다. 따라서 수위는 잠제(submerged barriers), 해저협곡(submarine canyon), 그리고 흐름을 가중시키거나 방해할 또 다른 형상에 의해 영향을 받는다. 보통 해저사면이 비교적 평평하거나 얇은 곳에서는 폭풍고조로 인한 파랑의 증폭이 발생한다. 그러나 이것은 해저면 마찰용력이 표면용력을 능가하기 때문에 항상 그러한 것은 아니다. 해저면 용력은 대개 천해에서 중요하며, 또한 이것은 해저 형상뿐만 아니라 저질 입경에 대한 해저의 조도에 달려 있다. 바다에 인접한 저지대를 넘어 이동하는 고조를 추정할 때, 해안의 식물 및 장애물로 인한 해저면 용력은 매우 중요하게 된다. 개방해안에서의 최고조 역시 천문조의 영향을 받는다. 영향의 정도는 조류의 진폭과 폭풍고조에 의한 조류의 위상(phasing)에 관계된다. 개방해안에서의 최고폭풍고조가 최고조와 일치될 때, 최고 수위는 해안에서 일어날 것이다. 최고조와 저조(low tide)가 일치할 때에는 수위가 감소하게 된다. 조석으로 인해 어떤 특정 위치에서 수위의 수직적인 변화는 지리적 위치, 수역의 형상 및 특정시간에 대한 기조력의 크기에 따라 다르다. 조차는 인천해역에서 8m 정도로 커질 수 있는 반면 우리나라 동해안에서와 같이 겨우 0.3~0.5m 정도가 될 수도 있다. 일반적으로 우리나라 해안을 따라 흐르는 조석은 보통 반일주조(semi-diurnal)이다. 몇몇의 지역에서는, 태풍

로, 그리고 남반구에서는 왼쪽으로 작용한다. 대양과 같은 대규모 수역에 대해, 그리고 비교적 느린 속도에서 유체 운동의 전달(propagating)에서는 코리올리의 가속도가 매우 중요하다.

### 3. 이론적 배경

본 장에서 다루는 폭풍조이론은 대륙붕에 대해 단일횡단선을 따라 해수면의 변화를 평가하기 위한 준 2차원적 방법이다. 다른 1차원적 방법과는 달리 지구자전의 영향을 다소 고려하고 있다. 그러나 이 이론은 완전한 폭풍생성과정에서 단지 근사화한 것으로 실제 폭풍의 예측에는 고려하는 상황에 따라 다르다. 어떤 경우에는 이와 같은 근사가 개방해안의 고조에 대해 합리적인 정도로 예측할 수 있으나 다른 경우에는 2배 혹은 그 이상의 오차를 포함할 수 있다. 이 방법의 유용성을 알기 위해서는 이 이론이 포함하고 있는 근본적인 가정과 개발단계에서 무시한 수력학적 과정을 이해할 필요가 있다. 또한 근사화의 배경으로 문제에 부과된 초기조건과 적절한 기본 수력학적인 관계를 나타내어야 한다.

#### 3.1 부과조건

폭풍고조를 발생시키는 지배방정식을 유도하기 위해 부과한 조건을 기술하기로 한다. 이로부터 최후의 방정식을 쉽게 이해할 수 있을 것이다. 이들 조건은

1) 단주기 파랑은 제외하여 수평방향의 단위를  $L \gg D$  및  $L \ll R_e$  로 제약한다. 이때  $D$ 는 수심,  $L$  은 파장,  $R_e$  는 지구의 반경을 나타내는데 이는 다음을 의미한다.

① 속도 및 가속도의 수직성분은 무시한다. 따라서 수직방향 압력변화성분은 정수압적이고 코리올리력의 수직성분은 무시할 수 있다.

② 지구의 곡률은 무시할 수 있다.

2) 지구 자전으로 인한 가속은 일정하다.

3) 유체는 균질하며 비압축적이므로 물의 밀도는 일정하다.

4) 유체는 비점성이므로 점성에 의한 내부력은 무시한다.

5) 해저면은 고정, 불투과성으로 간주한다.

6) 표면파의 영향은 폭풍고조에 선형적으로 중첩시킬 수 있는 것으로 간주한다.

따라서 수평운동만 일어나는 것으로 간주하고 이와 같은 유체운동을 다룰 때는 전통적인 접근방법을 사용한다. 이와 같은 흐름을 준 수평적 흐름(nearly horizontal flows, Birkhoff, 1960)이라 간주되어 왔다. 파동의 의미로 보아서는 이를 종종 장주기파라 혹은 단순히 장파로 간주된다. 파랑의 거동에 현

점진적으로 변하는 것으로 간주할 수 있다.

#### 3.2 적용 방정식

수리학 방정식은 보통 평균유속과 체적수송의 2가지 방법으로 기술될 수 있다. 일반적으로는 컴퓨터를 사용할 경우 후자를 선호한다. 본 연구에서도 폭풍고조에 적합한 기초 방정식으로 체적수송의 방법을 사용하는 것으로 한다. 이 형식은 총 수심에 대해 수직으로 지배방정식을 적분하여 구한다.

Fig. 1은 본 연구에서 사용한 좌표계를 나타낸다. 여기서  $D$ 는 시간  $t$ 에서 총 수심을 나타내며 이는 평균 해면에서의 수심  $d$ 에 자유 해면의 변화  $S$ 를 더한 것이다. 좌표계  $x, y$ 는 평균 해면에 놓인 평면 좌표계이고,  $z$ 는 상방향의 수직좌표계이다. 또한  $x$ 와  $y$ 는 반시계 방향으로 취하였으며  $x$ 방향은 해안선에 대해 수직 방향으로 해안선을 향하도록 하였다. 이차원 방정식은 다음과 같다.

$$\frac{\partial U}{\partial t} + \frac{M_{xx}}{\partial x} + \frac{M_{xy}}{\partial y} = fV - gD \frac{\partial S}{\partial x} + gD \frac{\partial \xi}{\partial x} + \frac{\tau_{yx} - \tau_{xy}}{\rho} - W_x P \quad (1)$$

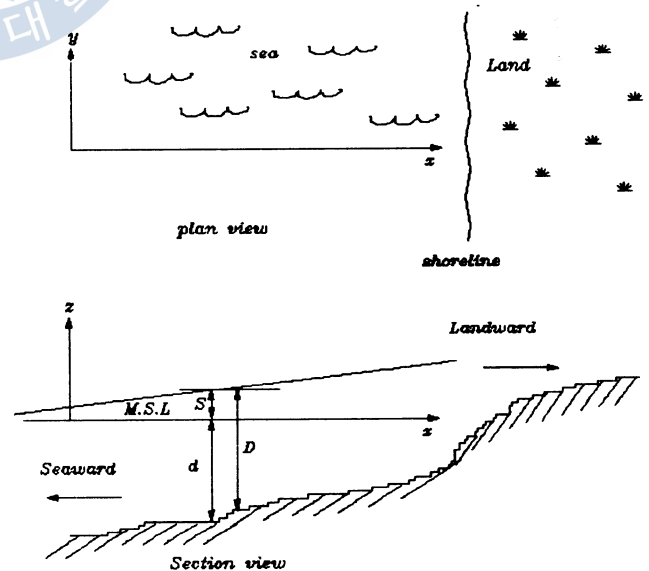


Fig. 1 Schematic diagram of the coordinate system

$$\frac{\partial V}{\partial t} + \frac{\partial M_{yy}}{\partial y} + \frac{\partial M_{xy}}{\partial x} = -fU - gD \frac{\partial S}{\partial y} + gD \frac{\partial \xi}{\partial y} + \frac{\tau_{yx} - \tau_{xy}}{\rho} - W_y P \quad (2)$$

한다. 이 방정식은 (질량×가속도)로 나타내는 Newton의 법칙에 근거를 두고 있다. 식 (3)은 비압축성유체에 대한 질량 보존을 나타내며 일반적으로 연속 방정식이라 한다. 여기서 사용된 기호는 다음과 같다.

$U, V$  = 단위폭당 체적 수송의  $x, y$  성분

$$U = \int_{-d}^s u \, dz; \quad V = \int_{-d}^s v \, dz$$

$t$  = 시간

$M_{xx}, M_{yy}, M_{xy}$  = 운동량 수송량

$$M_{xx} = \int_{-d}^s u^2 dz, \quad M_{yy} = \int_{-d}^s v^2 dz, \quad M_{xy} = \int_{-d}^s uv dz$$

$s$  = 시간 및 공간에 따른 해면의 변화  
(평균해면으로 부터의 거리)

$d$  = 수심

$D$  = 전수심 ( $s+d$ )

$f = 2\omega \sin\phi$  코리올리계수

$\omega = 2\pi/24$ , 지구의 각속도

$\phi$  = 위도

$\tau_x, \tau_{bx}$  =  $x$  방향 해면 및 해저면 응력

$\tau_y, \tau_{by}$  =  $y$  방향 해면 및 해저면 응력

$\rho$  = 해수 밀도

$W_x, W_y$  =  $x, y$  방향 풍속

$\xi$  = 해면기압감소

$u, v$  =  $x, y$  방향 유속

$P$  = 강수량(깊이/시간)

$g$  = 중력가속도

### 3.3 수식의 근사화

해역회전 폭풍조이론을 개발할 당시 Freeman et al.(1957)이 도입한 가정은 다음과 같다.

- 1) 해안선에 수직으로의 체적 수송은 무시할 수 있다.

$$\frac{\partial U}{\partial t}, fU, \frac{\partial U}{\partial x}, \frac{\tau_{bx}}{\rho} \rightarrow 0$$

- 2) 해안측 방향의 바람은 순간적인 해면의 상승을 동반한다.

- 3) 이류운동량(장가속항)은 무시한다.  $M_{xx}, M_{yy}, M_{xy} \rightarrow 0$

- 4) 해안을 따라 해면은 일양하게 분포한다.

$$\frac{\partial S}{\partial y}, \frac{\partial V}{\partial y} \rightarrow 0$$

- 5) 등심선은 나란하다.

- 6) 강수량은 무시할 수 있다.  $P \rightarrow 0$

7) 이류운동량은 근거리가 아닌 먼 거리로부터 도입한다

$$gD \frac{\partial S}{\partial x} = fV + \frac{\tau_x}{\rho} \quad (4)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} = \frac{\tau_y - \tau_{by}}{\rho} \quad (5)$$

또한 식 (3)의 연속 방정식은 해역회전 근사의 가정으로부터 무시할 수 있다. 따라서 식 (4), (5)는 계산이  $x$ 축에 대해서만 이루어지기 때문에 준 이차원적이라고 하며  $y$ 축을 따라 수송 변화율은 지구자전의 효과 때문에 여전히 유지하게 된다.

### 3.4 해저면 및 해면응력

이제 해저면에서 물의 움직임과 해면에서 바람의 상호작용으로 인해 발생하는 응력에 대해 개괄적으로 기술하기로 한다. 실험과 이론적인 배경에 기초한 공식은 해면이나 해저면에서 마찰력이 서로 영향을 미치지 않는다고 가정하면 신뢰할 수 있는 수준에 이를 수 있다. 그러나, 천해에서 문제는 물에 대한 바람의 영향이 전 수심에 대해 수직속도분포에 영향을 미치기 때문에 좀더 관계가 깊다. 결과적으로 바람에 의한 해면의 기술기는 해저응력에도 영향을 미친다. 해안 부근에서는 해면과 해저에서의 유향은 서로 다른 방향을 갖기도 한다. Reid(1957) 및 Platzman(1963) 등은 해면 및 해저면 응력을 혼합하여 마찰효과를 포함한 모델을 제시하였다. 여기에서는 단순화시켜서 속도의 수직분포의 영향은 없는 것으로 하여 다음과 같은 식을 채택하기로 한다.

$$\tau = \gamma \rho V^2 \quad (6)$$

여기서  $\tau$  는 경계에서의 전단 응력,  $\gamma$  는 무차원의 저항계수,  $\rho$  는 해수밀도,  $V$  는 유체속도를 나타낸다. 즉, 해저면에서 전단응력을 밀도로 나누면 식 (5)에서 표시된 응력항과 같아진다.

$$\frac{\tau_{bx}}{\rho} = KV^2 \quad (7)$$

여기서  $K$  는 식 (6)에서  $\gamma$  로 바꾼 것과 같아지며  $K$  는 무차원 해저마찰계수이고  $V$  는 앞에서 정의한 바와 같이 유속의  $y$  방향 성분을 나타낸다. 여기서 제시한 해저와 응력관계는 원래 Freeman et al.(1957)이 제안한 이후 다른 여러 학자들에 의해 사용된 것과는 다른 형태이다. 이들은 Manning coefficient를 도입하여 마찰계수가  $D^{1/3}$ 에 역비례하는 것으로 나타낸 반면, Prandtl-von Karman의 경계층 이론에서는 마찰계수가 무차원 임을 나타낸다. 계산을 단순화하기 위해서 여기에서는 후자의 이론을 사용하기로 한다. 식 (7)을 수송식으로 나타내면

$$\tau_{bx} = KV|V|$$

$$K = \frac{g}{C^2} = \frac{f_f}{2} \quad (9)$$

표준 해저면에 대해서  $K$  는 보통  $2 \times 10^{-3} \sim 5 \times 10^{-3}$ 의 범위인 것으로 알려졌다. 식 (6)으로 채택한 바람으로 인한 해면응력은 다음과 같다.

$$\tau_s = \rho k W^2 = \rho k W_l W_r \quad (10)$$

여기서  $k$ 는 무차원 해면마찰계수를,  $W$ 는 풍속을 나타낸다. 표준관측치를 사용하기 위해서는 해면으로부터 10m 높이에서, 10분간의 평균풍속을 취한다. 풍속의 제곱은 도입한 좌표계에서 방향을 유지하기 위해 식 (9)와 같이  $W_l W_r$ 로 나타낸다. 이 식에서  $k$ 는 Van Dorn(1953)의 바람응력의 관계식에서와 같이 풍속의 함수로 하여 다음과 같이 가정한다.

$$k = 1.1 \times 10^{-6}, \text{ for } W \leq W_c \quad (11)$$

$$k = \left( 1.1 + 2.5 \left( 1 - \frac{W_c}{W} \right)^2 \right) \times 10^{-6} \text{ for } W \geq W_c \quad (12)$$

여기서  $W_c$ 는 임계풍속으로 보통 14knots를 사용한다.

식 (4)와 (5)에 사용하기 위한 식 (10)의 해면응력을 최종적으로 정리하면 식 (13)과 같다. 이때  $\theta$ 는 x축과 풍향이 이루는 각을 나타낸다.

$$\begin{cases} \frac{\tau_x}{\rho} = kW^2 \cos \theta \\ \frac{\tau_y}{\rho} = kW^2 \sin \theta \end{cases} \quad (13)$$

유도한 해면응력을 식 (4)와 (5)에 대입하여 정리하면

$$\frac{\partial S}{\partial x} = \frac{1}{gD} [fV + kW^2 \cos \theta] \quad (14)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} = kW^2 \sin \theta - \frac{kV^2}{D^2} \quad (15)$$

이와 같이 두개의 단순화된 미분방정식은 수치적분법으로 쉽게 해를 구할 수 있다. 그러나 이는 폭풍고조에 대한 기본방정식 (1),(2),(3)을 단순화하였기 때문에 이의 적용은 특정문제에만 국한된다.

때로는 평균해면의 상승 중 해안에 직각방향분과 연안방향분

$$\frac{\partial S_x}{\partial x} = \frac{kW^2 \cos \theta}{gD} \quad (16)$$

$$\frac{\partial S_y}{\partial x} = \frac{fV}{gD} \quad (17)$$

따라서 x 축을 따라 총 평균해면상승은 이 둘을 합한 식 (18)이 된다.

$$\frac{\partial S}{\partial x} = \frac{\partial S_x}{\partial x} + \frac{\partial S_y}{\partial x} \quad (18)$$

### 3.5 유도방정식의 한계

해역회전방정식은 시간의존 고조를 x 축 또는 단일 횡단선을 따라 공간적으로만 결정할 수 있음을 나타낸다. 이 선의 평면배치는 유도방정식의 단순화에 따르는 제한 때문에 계산의 유효성 여부에 매우 중요하다. x 축을 따라 모든 수송이 무시되었기 때문에 계산 축은 해저 등심선에 수직으로 배치하여야 한다. 해안방향의 바람응력은 대륙붕 외측의 심해역에서 해면상승을 충분히 가져올 만큼의 수피를 가진 무한의 저수지로 가정한다. 해안선에 대해 직선의 평행등심선을 가진 해저사면의 횡단선은 문제가 되지 않으나 실제 해저사면은 이와 같이 단순하지 않고 대부분 복잡한 형상을 가지고 있다. 만일 사면 형상이 특별히 연안의 천해역에서 유달리 복잡하지 않으면 횡단선을 연안해역의 등심선에 가중치를 두어 해저 등심선에 평균적으로 직각하도록 배치하여도 적절한 추정치를 구할 수 있다. 이는 수치계산이 행해지는 횡단선을 항상 해저 등심선에 수직하도록 하지 않으면 유효한 정도를 얻을 수 없다는 점을 강조한 것이다.

폭풍계에 대한 횡단선의 배치에도 역시 제한이 있다. 태풍의 좌측사분원에서 폭풍고조를 추정하는 경우는 외해바람성분이 지구의 자전효과와 중첩되어 이로 인한 해수의 이동 때문에 해역회전 근사의 사용은 의미가 없다. 또한, 최대풍역의 좌측에서 취한 횡단선에 대해서는 일반적으로 이 공식이 부적합하다. 비록 이전의 연구에서 폭풍의 외단에서 취한 횡단선에서는 추정치가 신뢰할 수 없는 것으로 나타났지만 최대풍역 및 이의 우측에서는 어떤 횡단선을 취해도 좋다. 대각도로 대륙붕을 통과하는 폭풍에 대한 고조를 추정할 경우는 주의하여야 한다. 결과적으로 고조의 산란에 대해 조사하기 위해 해역회전 공식을 사용하려면 최대풍에서나 이의 우측에서만 가능함을 나타낸다. 일반적으로 폭풍고조의 문제와 관련하여 해면의 높이를 추정하는 것이 일차적인 목적이고 관련된 체적수송이나 유속을 구하는 것은 그 다음이다. 본 연구에서 다루는 단순추정기법은 모든 x 방향수송은 무시하고 y 방향수송만을 부분적으로

는 그대로 유지하고 있다. 고속으로 이동하는 태풍에 대해서는 관성의 영향이 매우 중요하며 이는 해안에서의 총상승치에 현저하게 영향을 미칠 수 있다.

#### 4. 수치해법

앞에서 유도한 지배방정식은 유한차분법(Finite Difference Method, FDM)으로 수치 근사화하여 계산하기로 한다.

##### 4.1 수치계산식

식 (15),(16),(17)은 시간과 공간 간격을 너무 크지 않도록 잡아서 그 구간 내에서 계산으로 해를 구할 수 있다. 또한 이와 같은 함수관계는 전체구간에서 연속인 것으로 한다. 수치근사식에서 공간과 시간의 구간은 균등하지 않도록 잡는다. 즉,  $\Delta x$  는 해저면이 비교적 평평한 곳에서는 간격을 넓게, 해안부근에서 해저경사면이 급격히 변하는 곳에서는 좁게 하고,  $\Delta t$  는 폭풍고조계산에서 수위가 최대로 상승할 것으로 예상되는 기간에는 짧은 시간간격을 부여함으로써 폭풍고조의 발달을 합리적으로 계산할 수 있다. 횡단선을 따라  $x$  및 시간  $t$ 의 위치는 다음과 같이 정의된다.

$$\left. \begin{aligned} x &= x_0 - \sum_{i=1}^M (\Delta x)_i \\ t &= t_0 + \sum_{k=1}^L (\Delta t)_k \end{aligned} \right\} \quad (19)$$

여기서  $x_0$  는 횡단선에서 정의된 해안선에서 최외해측 지점까지의 거리를 나타낸다. 이때  $\Delta x$  를 모든  $i$ 에 대해 해안에서  $i$ 의 최대치인  $M$ 까지 합하면 단순히  $x$ 가 되고 해안에서는  $x=0$ 이 되는데 본 연구에서 선택한 좌표계는 해안선에서 외해측 방향이 (-)이다. 그러나  $x$  를 (+)로 취해도 수치계산에서는 다른 영향을 미치지 않는다. 보통  $t_0$  는 0으로 취하고 계산시간은 모든  $k$ 에 대해  $\Delta t$  를 특정치  $L$  까지 합한 것으로 한다.

수치해석법에서 바람용력, 정수면 이하 해저면까지의 수심 및 코리올리력은 점  $i$ 에서 주어지는 것으로 하고  $S, D, V$  는 점  $i+1/2$ 에서 계산된다. 이를 기초로 하여 식 (15), (16), (17)을 차분근사식으로 정리하면 다음과 같다.

$$\frac{V_{i+1/2}^{n+1} - V_{i+1/2}^n}{\Delta t} = \frac{1}{4} [(B_i + B_{i+1})^n + (B_i + B_{i+1})^{n+1}] - KV_{i+1/2}^{n+1} | V_{i+1/2}^n | (D^{-2})^{n+1/2} \Delta t \quad (20)$$

$$(\Delta S_y)_{i+1/2}^{k+1} = \frac{\Delta x}{2gD_{i+1/2}^{k+1}} (f_i + f_{i+1}) V_{i+1/2}^{k+1} \quad (22)$$

이때  $\bar{B}$  는 특정시간에서 공간평균을 나타내고,  $A, B$  는 다음과 같이 정의한다.

$$A = k W^2 \cos \theta \quad (23)$$

$$B = k W^2 \sin \theta \quad (24)$$

한편, 식 (20)을 더욱 확장하면

$$\begin{aligned} V_{i+1/2}^n &= \frac{1}{4} [(B_i + B_{i+1})^n + (B_i + B_{i+1})^{n+1}] \Delta t \\ &\quad - KV_{i+1/2}^{n+1} | V_{i+1/2}^n | (D^{-2})^{n+1/2} \Delta t + V_{i+1/2}^n \end{aligned} \quad (25)$$

이를 다시 이항하여 정리하면

$$\begin{aligned} V_{i+1/2}^{n+1} [1 + K | V_{i+1/2}^n | (D^{-2})^{n+1/2} \Delta t] \\ = \frac{1}{4} [(B_i + B_{i+1})^n + (B_i + B_{i+1})^{n+1}] \Delta t + V_{i+1/2}^n \end{aligned} \quad (26)$$

최종적으로 식 (27)이 된다.

$$\begin{aligned} V_{i+1/2}^{k+1} &= \frac{\frac{1}{4} [(B_i + B_{i+1})^k + (B_i + B_{i+1})^{k+1}] \Delta t + V_{i+1/2}^k}{1 + K | V_{i+1/2}^k | \Delta t (D^{-2})^{k+1/2}} \end{aligned} \quad (27)$$

계산순서를 나타내는 시점은  $k$  를 이전시점,  $k+1$  은 새로운 시점으로 정의한다.  $D_{i+1/2}$  은  $x_i$  와  $x_{i+1}$  의 중앙점에서 총 수심을 나타내는데 특정지점에서의 수심은 평균수심, 폭풍으로 인한 해면상승 뿐만 아니라 압력, 천문조 및 정상해면으로부터 출발할 때 해면의 초기치 등에 좌우된다. 초기계산은 강한 바람이 대륙붕을 통과하기 전의 조건으로부터 시작되어야 한다. 따라서 두 시간간격의 중간에서 총 수심은 다음 식으로 나타낼 수 있다.

$$\begin{aligned} D_{i+1/2}^{k+1/2} &= \frac{d_i + d_{i+1}}{2} S + S_A^k + S_A^{k+1} + (S_1 + S_2)^k \end{aligned}$$



여기서  $S_e$  는 초기 평균해면 상승치,  $S_A$  는 천문조에 의한 상승치를 나타내고,  $S_{\Delta p}$  는 기압강하로 인한 해면상승치를 가리킨다. Myers는 과거에 기록된 69개 폭풍에 대한 방사상 평균 압력분포를 분석하여 압력  $p$ 를 다음과 같이 나타내었다 (NOAA, 1979).

$$p_r = p_o + (p_n + p_o) e^{-Rr} \quad (29)$$

여기서  $p_r$  은 방사상거리  $r$ 에서의 압력,  $P_n$ 은 폭풍외곽에서의 압력을 나타내는데 양변에서  $p_n$  을 빼면

$$\Delta p = p_n - p_r = (p_n - p_o)(1 - e^{-Rr}) \quad (30)$$

이때 압력을  $hPa$ 로 하여 상기 압력차로 인한 해면 상승량을 정리하면 식 (31)과 같아진다.

$$S_{\Delta p} = 0.991(p_n - p_o)(1 - e^{-Rr}) \quad (31)$$

여기서  $R$  및  $r$  은 횡단선을 따라 태풍의 중심에서 최대풍속 및 계산지점까지의 거리이다. 이로 인한 해면의 상승량은 단위가  $cm$ 이다. 이 관계식으로 횡단선에서 압력으로 인한 해면 상승량을 추정하게 된다. 그러나 식 (31)은 폭풍의 진행속도나 마찰을 고려하지 않고 있다. 따라서 대기압의 변화만을 고려하여 평형상태에 달한 해면으로 간주한다. 그러므로 새로운 시간에 대한 총 수심은

$$D_{i+1/2}^{k+1} = \frac{d_i + d_{i+1}}{2} + S_e + S_A^{k+1} + (S_x + S_y)_{i+1/2}^k + \frac{[(S_{\Delta p})_i + (S_{\Delta p})_{i+1}]^{k+1}}{2} \quad (32)$$

폭풍에 의한 상승치의  $x, y$  성분은

$$S_x = \sum_{j=1}^k (\Delta S_x)_j \quad (33)$$

$$S_y = \sum_{j=1}^k (\Delta S_y)_j \quad (34)$$

다시 말하면 횡단선을 따라 어느 지점에서 바람에 의한 총 평균해면 상승치는 그 지점에서의 상승량에 이 지점에서부터

취하였기 때문이다. 그러나 시간 및 공간 증분을 크게 잡지 않으면 이 오차는 작다.

이와 같은 종류의 문제에서는 초기조건으로  $t=t_o$  에서 유속이 0이고 해면은 균등하여 평형상태에 놓인 것으로 간주한다. 본 연구에서도 전 시스템에서  $V$ 는 0 이고,  $S$ 가 균등한 것으로 나타낸다. 실제 시스템에서는 완전한 평형상태는 없으나 적절한 시간이 경과한 후에는 외력함수만 영향을 미치기 때문에 평형상태로 가정한 것은 결과에 그렇게 중요한 영향을 미치지 않을 것이다.

계산과정은 외해경계에서 출발하고 점차 증분시켜 가면서 해안경계까지 전 영역을 다룬다. 외해경계에서 다시 시작하여 똑같은 과정을 반복하는 계산은 전 시간영역에 대해 계속한다. 횡단선을 따라 어떤 지점에서 새로운 시점의  $V$  는 공간과 시간영역  $x+\Delta x$  및  $t+\Delta t$  에서 평균한  $B$  와  $D$ , 이전 시점에서  $V$  를 기초로 처음의 값을 계산한다. 식 (27)과 같이 새로운 시점에서  $V$  를 알게 되면 식 (21), (22)를 사용하여 상승치의  $x$  및  $y$  방향성분을 구할 수 있다. 해안에서 총 해면 상승량은 기상고조에 직접적으로 관계된 여러 성분 및 이와 무관한 성분을 합하여 다음 식과 같이 계산할 수 있다.

$$S_T = S_x + S_y + S_{\Delta p} + S_e + S_A + S_W + S_L \quad (35)$$

여기서  $S_W = \alpha H_B$  로 쇄파대에서 해안측의 파랑으로 인한 해면 상승치,  $H_B$  는 쇄파고,  $\alpha$  는 계수로 약 0.1~0.2 의 값을 갖는다. 지역적 해면상승 혹은 하강  $S_L$  은 내륙하천으로부터의 유입이나 연안만류 혹은 해안선 모양, 해저형상 등 연안해역의 지형적 특징으로 인해 계산된 수위로부터 해면의 변화부분을 나타낸다. 따라서 이 성분은 해안 및 해저지형을 이해하여야만 이의 개략치를 수치계산에 도입할 수 있다.

보통 폭풍이 도착하기 전에 해면은 정상수위 이상으로 위치하기 때문에 개방해안에서의 폭풍으로 인한 고조를 추산할 경우 이를 고려하여야 한다. 우리나라의 동해안에서 과거의 폭풍의 관측에서는 예측천문조를 제외한 해수위는 폭풍이 접근하기 직전에 해안에서는 정상수위보다 약 20-30cm 정도 상승한 것으로 나타났다. 일반적으로 해안의 폭풍관측에서 초기수위는 고위도로 갈수록 감소한다. 폭풍과 관련하여 특정지역에서 사용되어야 하는 초기수위를 기술할 만한 방법은 현재로서는 없으므로 최선의 방법은 과거에 이러한 지역에서 관측된 초기수위를 기초로 할 수밖에 없다. 따라서 특정지역에 대한 개방해안의 고조를 합리적인 값으로 도출하기 위해서는 모든 적절한 폭풍 및 수위자료를 분석하여야 한다.

고조의 산정 후에 이를 포함시키는 것으로 만족한다. 이외에 자주 이용되는 방법은 수치적분과정에서 가상천문조와 초기수위를 상수로 도입하고 시간의존 조석에서 최종 수위를 수정하는 것이다. 전체 계산에서 조석을 상수로 취하면 기술과정에 요하는 작업량을 대폭 줄일 수 있다. 이 방법은 비록 수심치가 달라 계산상에 오차를 유발하지만 고조의 극치를 평가하는데 더 만족할만한 결과를 얻을 수도 있다. Fig. 2 는 전형적인 해안역에서 인자별로 해면의 단면을 나타낸 것이다.

V의 계산은 수치적으로 반복공식에 의해 이루어지므로 각각의 계산치가 새로운 계산에 영향을 미치는 절단오차를 포함하게 된다. 이 값이 최대한계치를 초과하지 않도록 다음에서 유도된 관계식을 도입하는 것이 바람직하다. 식 (15)는 차분식으로 다음과 같이 나타낼 수 있다.

$$\Delta V = kW^2 \sin \theta \Delta t - KV^2 D^{-2} \Delta t \quad (36)$$

여기서  $\Delta V$ 가 작은 경우  $KV^2 D^{-2} \leq kW^2 \sin \theta$ 가 된다.

따라서 체적수송의 y 성분은

$$V \leq \sqrt{\frac{D^2 kW^2 \sin \theta}{K}} \quad (37)$$

새로운 시점에 대한 이 방정식은 차분식으로 정리하면 식 (38)과 같다.

$$|V_{i+1/2}^{*+1}| \leq \sqrt{\frac{|(B_i + B_{i+1})^{k+1}| (D^2)^{k+1}}{2K}} \quad (38)$$

그러므로 바람으로 인한 물의 운동량은 증가할 때 이 모델에 대한 가정은 잘 맞으며 수송량의 절대값은 우측항의 값을 초과하지 않아야 한다. 이 관계는 항상 검정수단으로 사용하는데 이 값을 초과할 경우 새로운 시점에서의 예측치는 무시하고 우측항의 값과 같다고 둔다.

#### 4.2 계산공식

여기서는 각각의 방정식에 대한 상수를 도입할 때 단위의 불일치로 야기된 불변계수 및 값을 해결하여 좀더 간단하며 일반적으로 사용할 수 있는 형태의 공식을 제시하면 다음 식 (39)~(42)와 같고, 각각의 계수  $C_1, C_2, C_3$ 를 사용하는 단위에 맞도록 환산하여 대입하면 될 것이다. 거리 및 계산구간을 km, 수심을 m, 시간간격을 hour, 물의 체적 수송율을  $\text{Km}^3/\text{hr}$ , 증력가속도를  $0.81\text{m}^2/\text{sec}^2$ 로 하면 각각의 계수는 394, 206

$$(\Delta S_y)_{i+1/2}^{*+1} = \frac{C_2 \Delta x}{D_{i+1/2}^{k+1}} [(\sin \phi)_{i+1} + (\sin \phi)_{i+1/2}] V_{i+1/2}^{*+1} \quad (40)$$

$$V_{i+1/2}^{*+1} = \frac{\frac{1}{4} [(B_i + B_{i+1})^k + (B_i + B_{i+1})^{k+1}] \Delta t + V_{i+1/2}^*}{1 + C_3 |V_{i+1/2}^*| \Delta t K (D^2)^{k+1/2}} \quad (41)$$

$$V_{i+1/2}^{*+1} \leq \sqrt{\frac{|(B_i + B_{i+1})^{k+1}| (D^2)^{k+1}}{2C_3^2 K}} \quad (42)$$

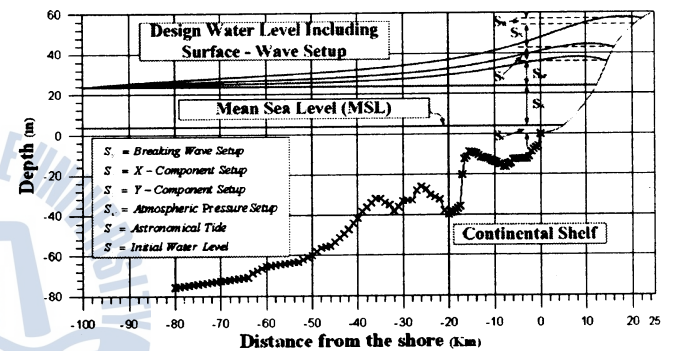


Fig.2 A profile of the various setup components at a typical coastal region

### 5. 설계폭풍 및 해수위 변동인자

#### 5.1 설계폭풍

앞에서 기술한 수치기법을 실제 응용하기에 앞서 설계태풍에 대해 정의할 필요가 있다. 특히 해안개발안에 대한 설계분석시에 목적에 따른 방재의 정도가 명시되어야 한다. 해안구조물을 인명보호의 목적이나 태풍으로 인한 재산에 광범한 손상이 예상되는 경우에는 고도의 방재계획을 도입하여야 할 것이다. 이와는 달리 위험부담이 적을 경우 개발안에 대한 비용을 낮추기 위해 낮은 차원의 방재가 나올 것이다. 따라서, 해안방재계획을 위한 설계태풍은 필요방재수준과 경제성 양자를 고려하여 결정되어야 한다. 해안구조물 설계분석에서 실제에 응용하기 위해 지역의 특성에 밀접한 관계를 갖는 2개의 가상설계폭풍이 미국 기상청 및 육군공병단에 의해 완성되었는데 이를 표준계획폭풍(Standard Project Hurricane, SPH) 및 최대발생폭풍(Probable Maximum Hurricane, PMH)이라 한다. 특정해역에 가장 적절한 방재수준은 그 지역의 기록자료로부터 태풍을 설계자료로 결정하게 되며 이러한 설계폭풍의 특징이 불변적이라 하고 이미 지정된 경로를 진행하는 것으로 가정한다.

최종적으로 선택한 값은 대상으로 하는 폭풍급의 발생확률을 고려한 것이어야 한다. 가상폭풍을 적용함에는 보통 천문조

## 5.2 표준계획폭풍(SPH) 및 최대발생폭풍(PMH)

Graham & Nunn은 과거 폭풍자료를 세부분석하여 SPH를 정의하기 위한 기준을 만들었다(NOAA, 1979 참조). 이 설계폭풍의 개발목적은 폭풍에 대한 해안구조물의 설계에 기초가 되는 표준을 제공하기 위함이었다. 그들의 분석에서는 미국의 대서양 및 멕시코만 연안을 따라 기술된 여러 해역에서 발생한 폭풍의 특성을 통계적으로 정리하였으며 주요 특성은 중심기압(CPI), 최대풍의 반경(R), 진행속도( $V_F$ ), 최대 경도풍속(maximum gradient wind speed,  $V_{gx}$ ), 최대풍속(maximum wind speed,  $V_x$ )이다. 특히 SPH는 100년에 1회의 발생확률을 가진 CPI에 기초하고 있다.

또한 최대풍반경 및 진행속도는 조사할 해안에 최고의 고조를 일으키며, CPI, R,  $V_F$  는 여러 지역중 대표적 위치에 대한 값으로 하였다. Graham & Nunn은 좀더 상세하게 SPH를 정의하였는데 이는 '지극히 희귀한 것은 조합에서 제외하고 합리적인 특성을 가진 폭풍파라메타 중 가장 심한 조합을 나타내기 위한 가상폭풍'이라고 했다.

과거 수십년동안 미국에서는 많은 원자력발전소가 건설 또는 계획되었다. 이들 중 상당한 숫자가 미국의 대서양 및 멕시코만을 따라 위치하고 있고 폭풍고조 및 해면파로 공격을 받기 쉽게 되었다. 폭풍고조나 극히 예외적으로 발생하지만 강한 바람으로 인한 표면파로 인해 이들 발전소가 범람되지 않도록 하기위해 미국원자력위원회는 공중보건안전의 기준을 마련하였다. 즉, PMH와 관계된 고조 및 표면파로 이들 발전소부지가 범람하지 않도록 하는 안전조치로 결론지었다.

NOAA의 보고서(1979)에 따르면 PMH의 특성은 실제로 SPH보다 더 심하여 '관계된 특정지역에서 발생할 수 있는 가장 심한 폭풍을 일으키는 특성을 조합한 가상폭풍'으로 정의하고 대상역을 최악의 경로로, 최적이동속도로 접근하는 것으로 하고 있다.

이 두가지 가상설계폭풍에서 시간당 마일로 표시된 최대풍계내에 최대경도풍속( $V_{gx}$ ) 및 수면상 10m에서의 최대풍속( $V_x$ )은 다음과 같이 나타낸다.

$$V_{gx} = \sqrt{p_n - p_0} - R(0.575 f) \quad (43)$$

$$V_x = 0.865 V_{gx} + 0.5 V_F \quad (44)$$

등풍속장의 구성은 본질적으로 양자가 같으나 SPH에서는  $p_n$ 을 표준해수면에서의 기압 29.92inHg 로한 반면 PMH에서는 위도의 함수로 나타내고 있는 점이다. 또한,  $x$  는 SPH에서는

속장을 계산하고 도식적으로 나타낼 수 있다. 한편, PMH의 CPI는 어떤 특정 발생확률에 국한된 것이 아니고 비교적 적은 자료만을 대상으로한 국한사상에 대한 것임을 알아야 한다.

## 5.3 기타설계폭풍

특별한 해안구조물에 대해서는 위험과 경제성을 고려하여 SPH 나 PMH 이외의 설계폭풍을 선택하는 것이 유리할 경우가 있다. 이러한 경우에는 CPI의 다른 발생확률과 여러 강도를 가진 폭풍을 구하기 위해 대상해역의 조사자료를 이용한다. 일반적으로 SPH, PMH 이외의 설계폭풍을 선택하는 경우 SPH보다 심하지 않은 것으로 간주한다. 예를 들면, 단지 정상상태 하에서만 보호될 수 있는 사석둑제와 같은 해안구조물의 경우 때로는 SPH 보다 작은 폭풍에 대하여 설계할 수 있다. 이것은 초기단계에서 높은 비용으로 안전한 구조물을 건설하는 것보다 때때로 보수하는 설계가 좀더 경제적이기 때문이다. 이와 같은 설계폭풍은 특정계획에 대해 안정성을 고려하여 채택한 CPI에 따라 선택된다. 이 경우 최대풍속반경 및 진행속도를 특정지형에 적합한 것을 취한다.

## 6. 수치실험 및 결과

### 6.1 모델의 적용

전술한 수식은 태풍과 관련한 해면의 높이를 구하는 관점에서 다루었지만 대륙붕에서 해안쪽으로 움직이는 아열대성(extra-tropical)의 폭풍으로 인해 발생하는 고조예측에는 전혀 제약이 없다. 태풍의 영향이 전혀 없거나 강한 해안풍으로 태풍보다 높은 해일을 발생하는 연안역에서는 본 논문에서 기술한 수치해법이 상당히 효과가 있다. 태풍을 동반한 해면상승이 현저한 해역에서 아열대성의 바람으로 인한 고조의 계산은 특정지역에서의 수치모델을 검증하는데 특별한 도움을 줄 수 있다. 따라서 태풍뿐만 아니라 폭풍에 대한 개방해역의 고조에 대해서도 추산이 가능하다.

고조의 예측을 위해 본 연구에서는 상당한 매립이 진행되고 있는 마산만 해역을 대상으로 하여 폭풍고조를 추산하고자 한다. 고려한 폭풍은 앞에서 기술한 PMH는 제외하고 SPH와 2003년 9월에 강타했던 100년 빈도를 가진 태풍 Maemi의 경우이며 이로 인해 연구지역에서 최고고조의 높이를 수립한 모델을 통해 산정해 보기로 한다. SPH 및 Maemi의 관측으로부터 선택한 기본 파라메타는 다음과 같다.

< SPH >

$$CPI = 933.63 hPa, P_n = 1013.25 hPa$$

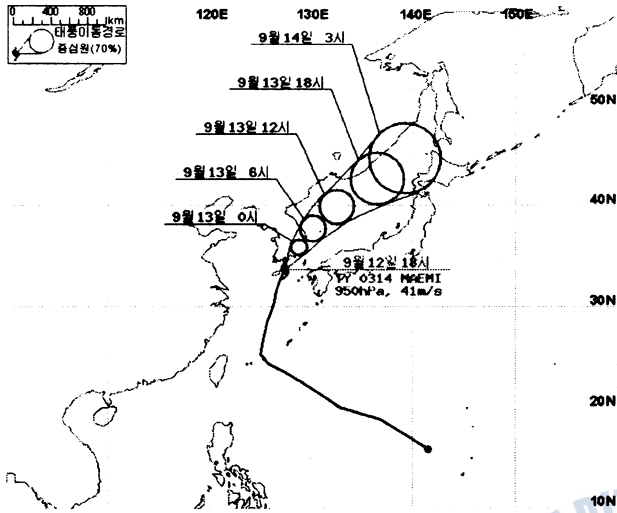


Fig.3 The best track of typhoon Maemi(2003)

Fig.3은 태풍 매미의 이동경로와 최대중심기압 및 풍속을 나타낸다. 적용한 연구지역의 해안선과 외해측 수심의 특성은 앞에서 보인 Fig.2의 해저단면도에 나타난 바와 같다. 횡단선을 따라 입력된 MLLW이하의 수심과 거리는 Table 1에 정리하였다. 횡단선은 보통 개방해안에서의 조석을 기록할 수 있으며 과거의 고조에 대한 기록이 있는 지점을 폭풍의 경로를 고려하여 선택한다. 여기에서는 가덕도 남단에서 가덕수도, 진해만을 거쳐 마산만에 이르는 횡단선(Traverse line)에 대해 수행하기로 한다. 이 횡단선은 저면 등심선에 대해 개략적으로 직각을 이루며 고조의 특징을 파악하기 위하여 폭풍의 경로는 횡단선의 동쪽 및 서쪽으로 약 35NM 정도 떨어져서 횡단선과 나란하게 진행하는 것으로 한다. 계산의 마지막 위치점은 위도 35° 12' 6" N인 마산만의 북해측안선이다. Fig.2는 마산만 북안에서부터 가덕수로 연장선상의 외해쪽으로 횡단선을 따라 등심선 60m까지의 해저단면을 나타낸다.

폭풍고조계산에서 초기해면상승치는 일반적으로 계산하고자 하는 지점에서 검조소의 조석 관측치와 추산치의 차이를 평균한 값을 사용하고 수치계산에서는 단순히 일정한 값을 총해면에 가산한다. 특히, 폭풍이 도착하기 2일전의 값을 평균하여 처리하게 되는데 여기에서는 15cm를 도입하였다. 그러나, 폭풍이 통과할 때 이 값을 정확하게 알 수는 없으므로 이렇게 하여 도입한 것은 지나치게 단순화한 값인지도 모른다.

한편, 계산에서 천문조는 2가지로 나누어 도입하였다. 먼저 태풍 Maemi가 실제로 통과한 2003년 9월 5일에서 7일간의 조석자료를 이용하거나, 1년동안 이해역에 대한 조석의 특징을 파악하여 대조(spring tide)시와 소조(neap tide)시의 조석을 입력하여 현역 데이터를 특이 태풍이 통과한 시기는 대조와 이

Table 1 Seabed profile over the continental shelf

distance (Km)	depth (m)	distance (Km)	depth (m)	distance (Km)	depth (m)	distance (Km)	depth (m)
80	75.7	55	63.9	30	33.3	12.5	12
79	75.4	54	63.6	29	33.1	12	12.2
78	75.1	53	63.4	28	33	11.5	12.4
77	74.8	52	62.3	27	28	11	13.1
76	74.5	51	61.2	26	26	10.5	13.6
75	74.2	50	60.1	25	27.3	10	14
74	73.9	49	58.2	24	30.1	9.5	14.2
73	73.6	48	56.3	23	31.3	9	15.2
72	73.3	47	55.6	22	32.5	8.5	15.3
71	73	46	55.3	21	38.2	8	16.5
70	72.7	45	53.4	20	40	7.5	16.6
69	72.4	44	51.3	19.5	39.4	7	15.4
68	72.1	43	49.3	19	38.8	6.5	14.6
67	71.8	42	47.1	18.5	38	6	12.9
66	71.5	41	44.2	18	37.1	5.5	12.8
65	71.2	40	41.8	17.5	36	5	12.7
64	70.9	39	38.3	17	20.3	4.5	12.7
63	68.7	38	36.4	16.5	12.6	4	12.7
62	67.6	37	34.3	16	11.5	3.5	12.6
61	66.5	36	32.1	15.5	8.8	3	12.6
60	65.4	35	32	15	9.1	2.5	11.5
59	65.3	34	34.1	14.5	9.4	2	8.9
58	64.8	33	35.2	14	9.8	1.5	7.8
57	64.5	32	38.1	13.5	10.7	1	6.8
56	64.2	31	36.2	13	11.8	0.5	5.9

Table 2 Classification of tests in terms of storm parameters and astronomical tides

Tests	Storms	Track (35NM away)	Astronomical tides
Test F1	S P H	left	2003.9.11~2003.9.13
Test F2	S P H	right	“(Spring Tide)”
Test F3	Maemi	left	”
Test F4	Maemi	right	”
Test N1	S P H	left	Neap Tide
Test N2	S P H	right	”
Test N3	Maemi	left	”
Test N4	Maemi	right	”

### 6.2 수치실험 결과

Fig.4~Fig.7은 해안선에서 시간에 따른 폭풍고조 파라메타의 계산결과를 나타낸 것으로 Fig.4와 Fig.5는 태풍 Maemi가 발생하여 한반도를 통과한 2003년 9월 11일에서 13일의 소조기 조석 예측치를 도입한 것이며, Fig.6~Fig.7은 대조시의 예측치를 도입한 것이다. 각 그림에서 Left는 횡단선의 좌측을 35NM 떨어져서 폭풍의 중심이 이동한 경우를 나타낸다. 전반적으로 횡단선의 좌측을 통과한 경우에는 바람으로 인한 해면은 상승하고 있고, 우측을 통과한 경우에는 감소하여 wind setup 및

호안 등 해안방호구조물의 설계는 wind setup이 고조시와 결합된 최고조위로 하여야 함을 알 수 있다.

한편, Fig.8~Fig.11은 거리에 따른 계산의 결과를 나타낸 것으로 모델에서 15시간을 경과한 경우이다. 여기에서도 역시 Left가 해안에서 해면상승을 Right가 해면하강을 나타내고 있어서 폭풍고조에 의한 영향을 쉽게 이해할 수 있다.

SPH와 Maemi의 비교로는 대체로 SPH가 고조를 크게 발생시키고 있어서 Maemi의 영향이 작은 것으로 나타났는데, 이것은 Maemi의 바람, 기압, 이동속도 등 파라메타의 최고치를 도입한 것이 아니라 한반도 부근에서 태풍의 세기를 가진 때의 값으로 도입한 때문으로 사료된다.

연구대상해역 입구에서 총 평균해면상승의 원인이 되는 폭풍고조의 파라메타를 시간에 따라 요약한 결과는 Table 3에서와 같이 이 폭풍에 대한 최고고조가 4.6m라는 것을 알 수 있다. 표로 나타난 전체해역에서 최고고조는 정확하게 추산되어지지만 총 해수위에 관한 값은 조위변화에 따른 보정이 필요하다. 이러한 보정은 현장의 조석치나 조석 예보치로부터 도입할 수 있다. 본 연구에서는 해안에서 파랑의 변형에 따른 고조의 영향을 검토하지 않았기 때문에 파로 인한 평균해면상승은 앞에서 계산한 총 평균해면상승의 인자로는 계산되지 않았다. 또한, 지역의 해저형상, 만 입구(inlet)의 영향과 같은 또 연구대상해역 입구에서의 강수 및 하천 유출수 등이 총 수위에 영향을 미칠 것이나, 여기서는 실험에서 이를 무시하는 것으로 하였다.

Table 3 Summary of Numerical Simulation

수위상승인자	표준태풍 (저조, m)	표준태풍 (고조, m)	태풍매미 (저조, m)	태풍매미 (고조, m)
바람상승(전체)	-0.2~2.3	-0.2~2.4	-0.3~2.3	-0.2~2.4
해안과직교	-0.2~1.7	-0.2~1.8	-0.2~1.7	-0.2~1.8
해안과평행	-0.4~0.8	-0.3~0.8	-0.4~0.8	-0.4~0.8
천문조	0.9~1.9	0.2~2.6	0.9~1.9	0.2~2.6
전조(초기해면)	0.15~0.3	0.15~0.3	0.15~0.3	0.15~0.3
기압상승	0.0~0.5	0.0~0.5	0.0~0.4	0.0~0.4
총수위상승량	1.4~4.5	0.4~3.9	1.1~4.6	0.4~3.3

## 7. 요약 및 결론

태풍이 해안으로 이동할 때 기상 및 해양의 특성과 천문조의 결합으로부터 발생하는 폭풍고조의 예측은 해안구조물의 계획 및 설계에 매우 중요하다. 최근 원자력발전소, 초대형항만구조물 등, 대규모의 해안시설의 꾸준한 수요와 더불어 이들 시설의 안전을 위한 폭풍고조 및 파랑의 영향을 최소화하는 것

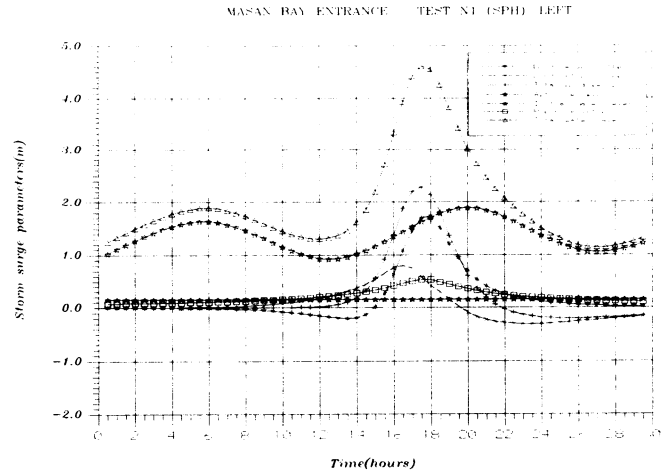


Fig.4 Computed surge hydrographs in terms of time for SPH at neap tide period

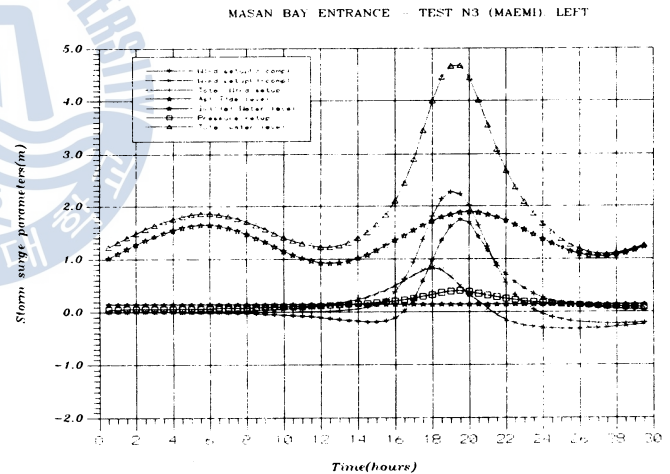
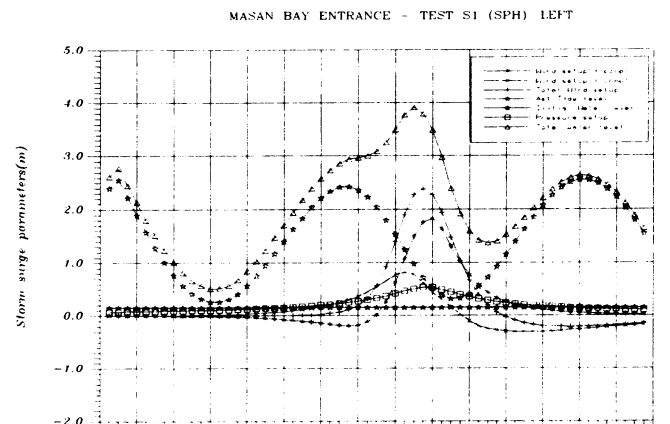


Fig.5 Computed surge hydrographs in terms of time for Maemi at neap tide period



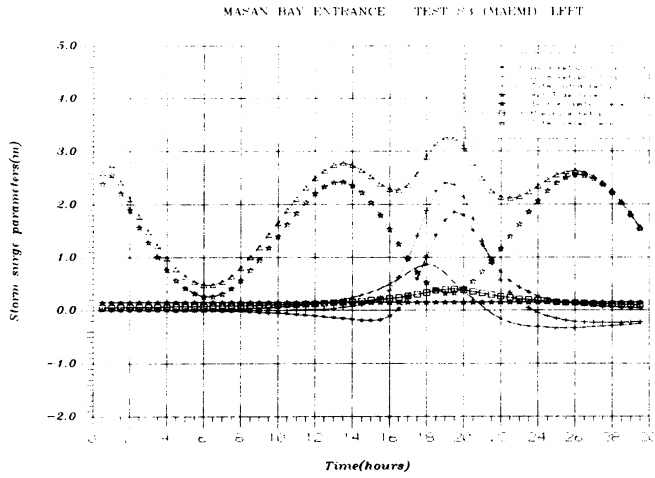


Fig.7 Computed surge hydrographs in terms of time for Maemi at spring tide period

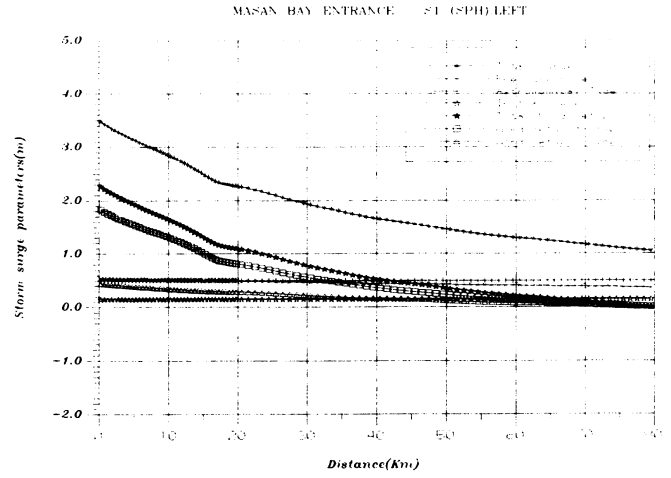


Fig.10 Computed surge hydrographs in terms of distance for SPH at spring tide period

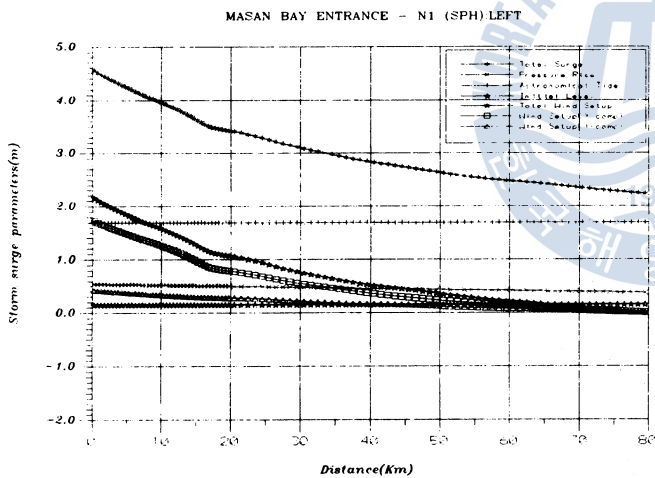


Fig.8 Computed surge hydrographs in terms of distance for SPH at neap tide period

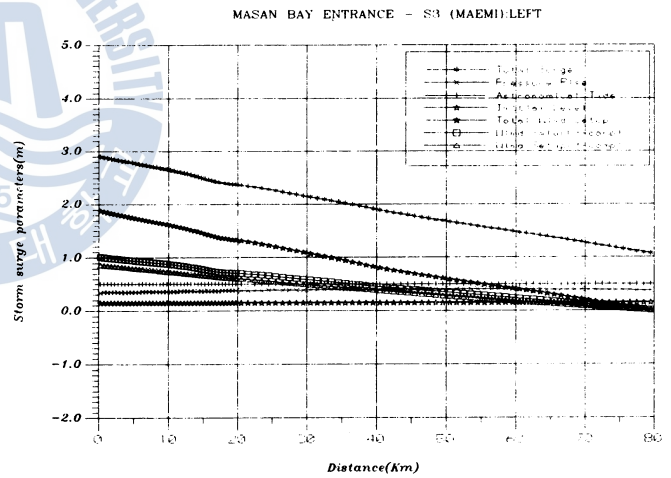
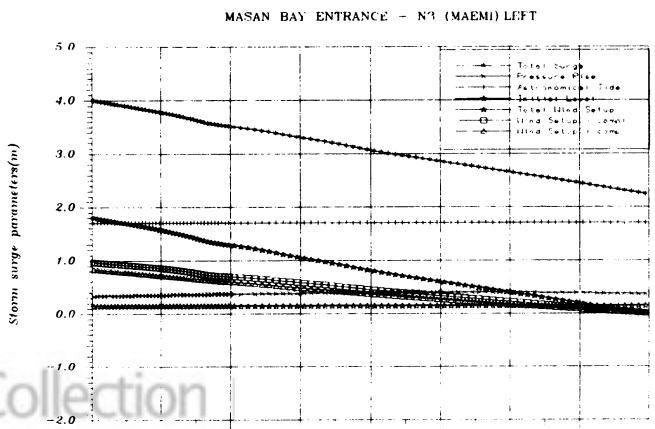


Fig.11 Computed surge hydrographs in terms of distance for Maemi at spring tide period



여기서는 마산만 북단해안에서 횡단선을 따라 SPH의 파라메타와 태풍 Maemi의 파라메타를 사용하여 횡단면의 좌측을 폭풍의 중심이 통과할 때 횡단면을 따라 폭풍고조를 추산하여, 이론적인 배경을 이해하도록 노력하였으며 추후 더욱 정확한 모델로의 접근을 유도할 목적으로 시도하였다. 모델실험을 통한 폭풍고조의 계산은 도입한 폭풍파라메타에 따라 case별로 수행되었으며 그 결과를 시간별, 거리별로 도식화하였다.

도입된 수치모델은 전향력의 효과를 고려한 해역회전근사의 폭풍고조이론에 기초하였고, 해안선에 직각방향 및 나란한 방향의 바람응력성분과 전향력의 효과 등 해면에 직접 영향을 미치는 인자를 수리학 운동방정식 및 연속방정식에 적용하여 개발해안에서이 체며변화를 추적하였다. 이 모델은 이미 바라

확하고 개방해안의 여건이 부합할 경우에는 기록된 과거의 폭풍고조를 만족할만한 수준으로 재현할 수 있다.

본 연구에서 도입한 모델이 실제로 이용될 수 있음을 나타내어 보였지만 계산에 사용된 초기해면상승치, 바람응력, 해저마찰 및 이들의 상호관계는 적절하게 도입할 수는 없었다. 그 이유는 다음과 같다.

i) 조석관측기록으로부터 과거의 태풍과 관계된 초기해면상승치를 찾아낼 표준이 없으며, 더구나 초기해면상승은 태풍과 독립적으로 발생한다.

ii) 폭풍고조의 계산에서 해저마찰은 수심과 외해의 저면지형상태의 함수로 알려져 있는데 모델에서는 독립적으로 사용된 해저마찰계수를 결정하기 위한 수단이 없다.

iii) 해저마찰과 바람응력은 수치계산에서 결합되어 있으나 정확한 바람응력을 계산하는 방법이 미흡하다. 모델에서는 바람응력을 작은 풍속치로부터 보간(interpolation)하거나 외삽(extrapolation)하여 계산에 도입하고 있다. 따라서, 풍속이 증가하면 해면반응의 체계가 달라지고 작은 풍속으로부터 보간 및 외삽은 오차를 유발하게 된다.

그러므로 신뢰할 수 있는 결과를 얻기 위해서는 과거의 태풍 및 해면관측기록이 뒤따라야 하고 방재의 관점에서 모델에 도입한 폭풍파라메타의 검정이 필요하다고 사료된다. 특히, 해안 구조물의 설계시 가상태풍을 통한 고조의 추산에는 방재를 고려한 자료를 도입하여 시험과 검정을 반복하여야 할 것이다.

추후에는 단일 횡단선이 아닌 실제 폭풍의 경로를 도입한 시험과 이차원적인 모델을 구성하여 관련해역에서의 해면변화를 더욱 정확하게 시도해볼 생각이다.

## 참고문헌

[1] 김범준, 박동혁, 박정환, 이은진(1991), "태풍의 통계적 특성과 극한과랑의 산정에 관한 연구", 한국해양대학 항만운송공학과 졸업논문집 제1집.

[2] 이종우(1989), "태풍파를 기준으로한 전설계수심의 산정에 관한 연구", 한국항해학회지 제13권, 제3호, pp.45~65.

[3] Bodine, B. R.(1971), "Storm Surge on the Open Coast Fundamentals and Simplified Prediction," U.S. Army, Corps of Engineers, CERC Tech. Memo. No. 35.

[4] Bretschneider, C. L. and J. I. Collins(1963), "Prediction of Hurricane Surge: An Investigation for Corpus Christi, Texas and Vicinity", National Engineering Science Co., Technical Report No. SN-120.

Induced by Hurricane Waves at Narragansett Pier, Rhode Island", U. S. Army Beach Erosion Board Bulletin, Volume 12, pp. 9-20.

[7] Fortak, H. (1962), "Concerning the General Vertically Averaged Hydro-dynamic Equations with Respect to Basic Storm Surge Equations", National Hurricane Research Project No. 51, U. S. Weather Bureau, pp. 70.

[8] Freeman, J. C. Jr., Baer, L., and C. H. Jung (1957), "The Bathystrophic Storm Tide", Journal of Marine Research, Volume 16, No. 1.

[9] Harris, D. L. (1963), "Characteristics of the Hurricane Storm Surge", U. S. Department of Commerce, Technical Paper No. 48.

[10] Jelesnianski, C. P. (1967), "Numerical Computations of Storm Surges with Bottom Stress", Monthly Weather Review, Volume 95, No. 11, pp. 740-756.

[11] Longuet-Higgins, M. S. and R. W. Stewart (1964), "Radiation Stress in Water Waves; A Physical Discussion, with Application", Deep-Sea Research, Volume 11, pp. 529-562.

[12] Marinos, C. and J. W. Woodward(1968), "Estimation of Hurricane Surge Hydrographs", J. Waterways and Harbors Div., ASCE, Vol. 94, WW2, Proc. Paper 5945, pp.189-216.

[13] NOAA (1979), "Meteorological Criteria for Standard Project Hurricane and Probable Maximum Hurricane Windfields, Gulf and East Coasts of the United States", U. S. Department of Commerce, Technical Report NWS 23.

[14] Pararas-Carayannis, G.(1975), "Verification Study of a Bathystrophic Storm Surge Model," U.S. Army, Corps of Engineers, CERC Tech. Memo. No. 50.

[15] Platzman, G. W. (1963), "The Dynamical Prediction of Wind Tides on Lake Erie", Technical Rpt. No. 7, Contr. CWB-9768, Dept. of Geophysical Sciences, University of Chicago.

[16] Reid, R. O. (1957), "Modification of the Quadratic Bottom-Stress Law for Turbulent Channel Flow in the Presence of Surface Wind-Stress", U. S. Army Beach Erosion Board, Technical Memorandum No. 93.

[17] Saville, T., Jr. (1962), "Experimental Determination of Wave Set-up", Proceedings of the Second Technical Conference on Hurricanes, NHRP Report No. 50, pp. 242-252.

